

A párolgás becslése tenyészidőszakban lokális skálán



A T 043695-ös számú OTKA pályázat záró jelentése

Témavezető: Dr. Ács Ferenc

Budapest, 2007. február

A kutatás előrehaladása:

Vizsgálataink kezdetén a párolgást lokális skálán (a lokális skála gyakorlatilag mezoskálát jelent, ugyanis magyarországi alkalmazásban gondolkodtunk) mikrometeorológiai és felskálázási módszerek alkalmazásával gondoltuk becsülni. E részletes eljárásról azonban le kellett mondanunk az adatok –főleg a talajnedvességi adatok- és a mérési infrastruktúra hiánya miatt. E konkluziót az alkalmazandó módszertannal kapcsolatban Ács és mtsai. (2005) tanulmányban le is írtuk.

Mindezek után a tényleges párolgást lokális skálán egy Thornthwaite-típusú biofizikai modell (csöbör modell alkalmazása havi léptékben) magyarországi viszonyokra történő adaptálásával becsültük. Ezért e modellt és e modellel kapott eredményeket az alábbiakban részletesen fogom ismertetni.

A kutatómunkában résztvevő személyek:

A kutatást a témavezető (Ács Ferenc), valamint doktorandusza (Drucza Miklós) végezte. A doktorandusz távozása után 2005-ben a kutatásba egy hallgató is (Breuer Hajnalka) bekapcsolódott, akinek **igen aktív közreműködésével a téma szélesebb kereteket kapott. Ugyanis a párolgás számítása mellett a talajlégzés becslésére is sor került. Ez a publikációk alapján is látható.** E személyi változások nem befolyásolták a kutatás folyamatát.

A Thornthwaite-féle modell és a modellel kapott eredmények ismertetése:

A modellt és az eredményeket az alábbiakban részletesen ismertetem, mivel ezeket az eredményeket még nem publikáltuk.

I. Bevezetés

A tényleges evapotranspiráció vagy tényleges párolgás, ami a talaj evaporációjának és a növényzet transpirációjának összege, a hidrológiai ciklus egyik legfontosabb eleme. A csapadék kb. 40%-a a szárazföldek evapotranspirációjából származik. Az éghajlat mellett egyaránt függ a talaj és a növényzet tényezőitől, ezért területi változatossága igen nagy. E nagy területi változatosság megfigyelésére sok mérőállomás kellene, ezért operatív jellegű mérése kivitelezhetetlen feladat mind technikai, mind gazdasági szempontból. Becslését többnyire modellek alapján végzik.

A tényleges párolgás becslésére 3 modell típus van:

- Modellek, melyek a tényleges párolgást a potenciális párolgás alapján becsülik, az ún. β együttható számításával. E módszer igen népszerű volt, és főleg a növényi párolgás becslésére használták (pl. MINTZ és WALKER, 1993).
- Modellek, melyek a párolgást a vízellátottság és a párologtató képesség nagyságának összehasonlítása alapján becsülik. A párolgás mindig a kisebb nagyság értékével egyenlő. A vízellátottság - pl. a növényzet esetében - nemcsak a biológiai tulajdonságok, hanem talajtulajdonságok függvénye is (MONTEITH, 1995).
- Modellek, melyek a párolgást az ún. felszíni ellenállás becslése alapján végzik (MONTEITH, 1965). E felszíni ellenállás leginkább a besugárzás és a vízellátottság függvényében változik (ÁCS és mtsai., 2005). A vízellátottság a talaj hidrofizikai tulajdonságainak függvénye. Manapság e modellek a legelterjedtebbek.

Az utolsó két modell típus igen sok adatot igényel, amelyek nem mindenhol és nem feltétlenül hosszú távon állnak rendelkezésre. Munkám célja egy olyan párolgási modell kifejlesztése és klimatológiai alkalmazása volt, amely a lehető legkevesebb adatot igényli és klimatológiai szempontból is elég pontos, valamint számításba veszi a talaj fizikai féleségét is. Erre a célra a legalkalmasabb modellek a β parametrizációt alkalmazó modellek, amelyeknél a vízháztartást a csöbörmodellek szimulálják (MANABE, 1969).

II. Anyag és módszer

1) A vízháztartás modellezése

A talaj vízháztartásának modellezésére csöbör modellt alkalmaztunk és magyarországi talajadatokat használtunk. A következőkben ezeket röviden bemutatjuk.

a) Csöbör modell

A talajvízforgalom becslésére többféle modell van, ezek közül a modellek közül az ún. csöbör modellek a legelterjedtebbek. A csöbör modellek általában 1 m mély és 1 m² alapterületű talajtömb vízforgalmát hivatottak szimulálni, melynek hasznos víztartalma (az a vízmennyiség, amit a növényzet felvehet) 100 mm. A csöbört a csapadék (P) tölti, a tényleges evapotranspiráció (ET) pedig üríti. A csöbör falain keresztül oldalirányú vízmozgás nincs. Amikor a vízmennyiség eléri a 100 mm-t, a csöbör megtelik, és ha a csapadék nagyobb, mint a potenciális evapotranspiráció (PET), víztöbblet (S) keletkezik, ami lefolyik. A lefolyt vízről semmit sem lehet tudni. Ha viszont a csöbör teljesen kiürül, és a potenciális evapotranspiráció (PET) nagyobb, mint a csapadék, vízhiány (D) keletkezik, ami a mélyebb rétegekből pótlódik. Látható tehát, hogy a csöbör speciális: alulról vizet kaphat, de nem veszíthet.

b) A párolgás és a talajvíztartalom számítása

Az ET-t a PET (potenciális evapotranspiráció) függvényében becsültem,

$$ET = PET \cdot \beta, \quad (1)$$

ahol a β függvény az ET és a PET arányával egyenlő. A PET parametrizációk közül a THORNTHWAITE (1948) parametrizációja az egyik legismertebb:

- THORNTHWAITE (1948) parametrizációja

THORNTHWAITE (1948) a PET-et a hőmérséklet és a potenciális napfénytartam alapján becsülte. A regressziós egyenletet több, az Egyesült Államokban végzett lysiméteres mérés alapján szerkesztette meg. Thornthwaite felismerte, hogy a párolgás és a sugárzási egyenleg között szorosabb a kapcsolat, mint a párolgás és a hőmérséklet között. Azonban tisztában volt azzal is, hogy a párolgás becsléséhez szükséges pontos sugárzási adatok általában hiányoznak. Ezért a sugárzást közvetett módon jellemző hőmérsékletet vette a PET meghatározásának alapjául. A módszer továbbá feltételezi azt is, hogy az albedó állandó és, hogy az ET-t nem befolyásolja nedves levegő advekcója. A PET módosított parametrizációja MCKENNY és ROSENBERG (1993) nevéhez fűződik. Ez alapján

$$PET = 1,6 \cdot \left(\frac{L}{12}\right) \cdot \left(\frac{N}{30}\right) \cdot \left(\frac{10T}{I}\right)^a, \quad (2)$$

ahol L a nappalok hosszának havi átlaga (óra), N a hónap napjainak száma és T a havi átlaghőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$). A PET $\text{mm m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ dimenzióval rendelkezik. I a hőindex:

$$I = \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514} \quad (3)$$

és

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239. \quad (4)$$

- A β függvény parametrizálása

MINTZ és WALKER (1993) mérések alapján fűfélékre a következő exponenciális összefüggést adták:

$$\beta = 1 - \exp\left(-6,8 \cdot \frac{\Theta - \Theta_w}{\Theta_f - \Theta_w}\right). \quad (5)$$

Θ_w (hervadásponthoz tartozó talajvíztartalom [mm m^{-1}]) és Θ_f (a szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajvíztartalom [mm m^{-1}])

- Numerikus séma

Másodrendű implicit sémát alkalmaztunk a Θ előrejelzése során:

$$\Theta_{t+1} = \Theta_t + \frac{F(\Theta_t)}{1 - \frac{1}{2} \cdot \left. \frac{\partial F}{\partial \Theta} \right|_t \cdot \Delta t} . \quad (6)$$

A másodrendű sémát módosítva alkalmaztam. Januárban mindig Euler explicit sémát alkalmaztam, a végső Θ_t -t pedig a Θ_{t+1} és a Θ_t átlagolásával kaptam.

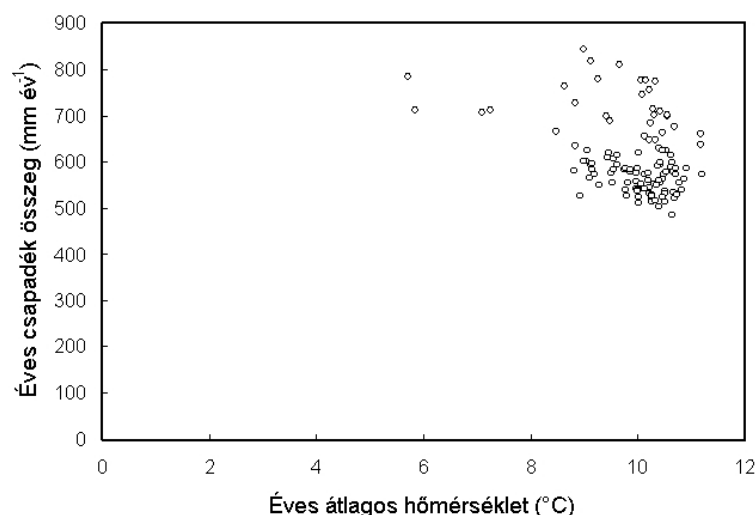
- A talajvíztartalom számítása

Bármely sémát is alkalmazzuk a Θ kezdeti értéke ismeretlen. Ezért a kezdeti értékű Θ_t -t mindaddig újraszámoljuk, amíg az utolsó és az utolsó előtti lépésben számított Θ_t értékek közötti különbség elenyészővé nem válik, azaz míg el nem érjük az ún. „egyensúlyi évet”.

c) Adatok

c1) Éghajlati adatok

Az éghajlati adatokat 115 klíma állomás P-T (csapadék-hőmérséklet) adatai alkotják. Az adatok 1901-1950-es időszakra vonatkoznak, és a KAKAS által szerkesztett Magyarország Klíma Atlaszában (KAKAS, 1960) megtalálhatók. Megjegyzendő, hogy a csapadék és hőmérsékleti mezők jó megegyezést mutatnak a legújabb csapadék és hőmérsékleti mezőkkel (MAGYARORSZÁG KLÍMA ATLASZA, 2000). Az állomások P-T diagramja az 1. ábrán látható.



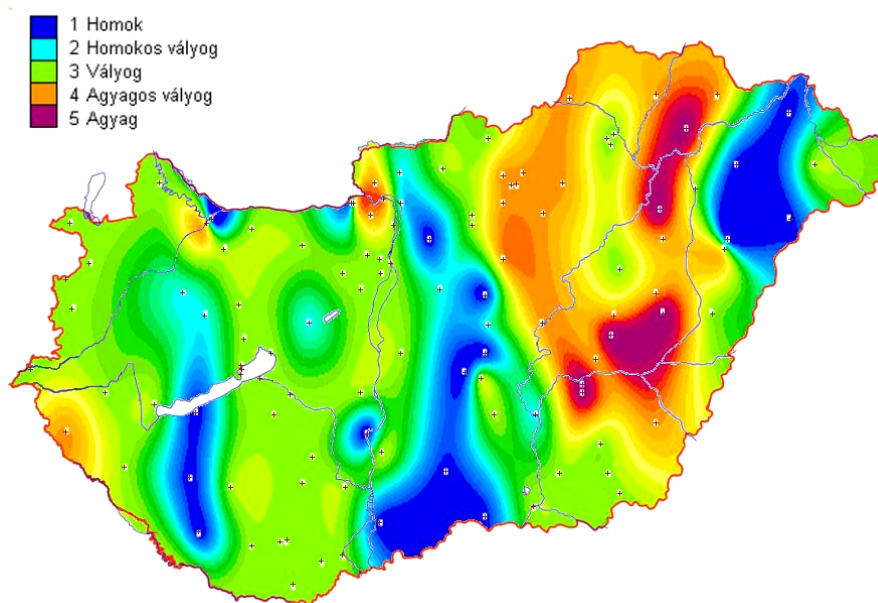
1. ábra: A felhasznált 115 állomás P-T diagramja.

c2) Talajadatok

A talajadatokat a talaj hidrofizikai paraméterei (Θ_w , Θ_f) alkotják. Θ_w és Θ_f értékei függenek a talaj fizikai féleségétől, vagy másképpen a talajtextúrától és a használt definícióktól. 5 különböző talajtextúrát különböztettünk meg: a homokot, a homokos vályogot, a vályogot, az agyagos vályogot és az agyagot. Ezek területi eloszlását hazánkban VÁRALLYAY és mtsai. (1990) munkája alapján határoztuk meg. A 115 állomáshoz tartozó talajtextúrák alapján megszerkesztett talajtextúra területi eloszlási térképet a 2. ábra szemlélteti. A Θ_w és a Θ_f értékeket NEMES (2003) és FODOR és RAJKAI (2005) munkája alapján állapítottuk meg (1. táblázat). NEMES (2003) munkájában a VAN GENUCHTEN-féle (1980) pF-görbékre vonatkozó paramétereket Magyarországi 11 talajtextúrára az USDA (United States Department of Agriculture) klasszifikáció alapján határozta meg. A magyar és USDA klasszifikáció közötti összefüggéseket FILEP és FERENCZ (1999) tanulmánya alapján határoztuk meg. A hervadásponthoz tartozó víztartalom értéket a pF=4,2, míg a szabadföldi vízkapacitáshoz tartozó talajvíztartalom értéket a pF=2,5 feltétel alapján számítottuk. Ezeket az értékeket az 1. táblázat tartalmazza. A homok –mint a legnagyobb szemcseméretű fizikai féleség– rendelkezik a legalacsonyabb Θ_w és Θ_f talajvíztartalom értékekkel. A szemcseméret csökkenésével növekszik a Θ_w és a Θ_f . A növekedés mértéke a homok és a homokos vályog között a legnagyobb.

paraméter	A talaj fizikai félesége				
	homok	homokos vályog	vályog	agyagos vályog	agyag
Θ_w (mm m ⁻¹)	15,2	104,7	135,5	175	271,9
Θ_f (mm m ⁻¹)	79,9	273,8	331,7	386,9	485,4

1. táblázat: A Θ_w és Θ_f értékei a talaj különböző fizikai féleségeire vonatkozóan.



2. ábra: Az öt fő talajtextúrának a 115 klímaállomás talajtextúra adatai alapján kapott területi eloszlása Magyarországon.

c3) A Debreceni Agrometeorológiai Obszervatórium adatai

A modell verifikálásához szükséges adatokat (légtöri kényszereket és a talajvíztartalmat) Debreceni Egyetem Hajdúháton (47°37'N, 21°36'E, h=112m) levő Agrometeorológiai Obszervatóriuma szolgáltatja. Az adatok 1972-1992 időszakra vonatkoznak. Az állomás klímája mérsékelt kontinentális, az éves csapadékösszeg 550 mm, az évi átlaghőmérséklet 10,1°C. A talajvíz mélysége 10 m körül van, a talajtípus löszháton fekvő fekete chernozem, a fizikai féleség vályog, a növényzet dudva, azaz nem rendszeresen nyírt fű.

Az Obszervatóriumban általában hetente mértek talajvíztartalmat, de a havi mérések száma 1-6 között változhatott. A mérések a téli időszakban a fagy vagy a hó miatt többször is szüneteltek. A 21 éves időszakból származó talajvíztartalom adatok 4 decemberi, 10 januári, 9 februári hónapra vonatkozóan hiányoztak. A talaj Θ_f és Θ_w értéke 0,36, valamint 0,15 m³m⁻³, vagy a talajvíztartalom mértékegységében 360 és 150 mm m⁻¹.

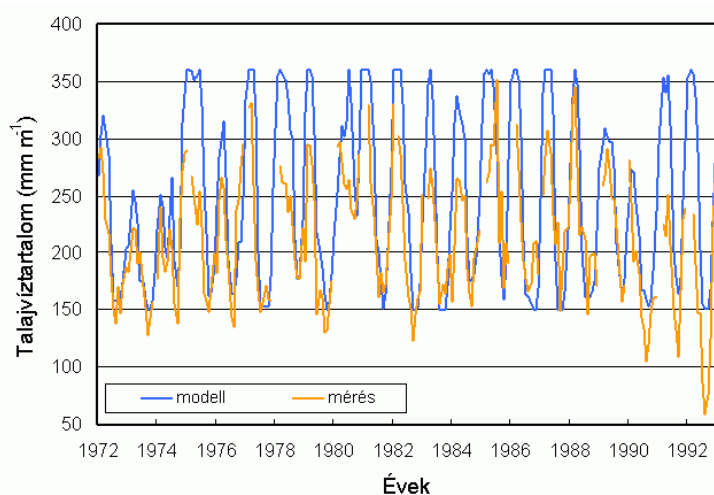
2) A megjelenítő rendszer

A különböző változók területi eloszlás térképeit a *SurGe Project Manager* nevű program segítségével készítettem. A program az állomások koordinátái és a változók értékei alapján rácsot készít, interpolálja az adatokat az adatokkal nem rendelkező rácspontokra, majd megjeleníti a kapott mezőt. Az interpolációt az ún. "ABOS" módszer alapján végzi (Approximation/interpolation Based On Smoothing)(DRESSLER, 2003), amely módszer ötvözi a Kriging és a Minimum Görbület módszert. Az interpoláció pontossága hasonló a Kriging módszer pontosságához.

III. Eredmények

1) Verifikálási vizsgálatok

A Magyarországra vonatkozó számításokat a fent bemutatott Thornthwaite-féle PET és az exponenciális összefüggésű β parametrizálás, valamint a módosított másodrendű implicit séma alkalmazásával folytattuk. E modellel kapott 1972-1992 időszakra vonatkozó havi Θ értékeket a mért értékekkel együtt a 3. ábrán láthatjuk. A modell a mért Θ -t tavasszal felülbecsüli, de ez jellemző hiba minden ilyen típusú modell esetében, ha a párolgást havi átlagok alapján becsülik.



3. ábra: Az 1972-1992 időszakra vonatkozó mért és szimulált Θ -k évi menete a Debreceni Observatórium területén. Az alkalmazott modell: vízháztartás szimulálása: csőbör modell; a PET parametrizálása: THORNTHWAITE (1948); a β parametrizálása: exponenciális összefüggés (MINTZ és WALKER, 1993); numerikus séma: módosított másodrendű implicit séma.

2) Statisztikai elemzések

E fejezetben az ET és a Θ egymás közötti és/vagy a környezeti tényezőkkel (csapadék, hőmérséklet) való statisztikai kapcsolatát elemezzük. A kapcsolatokat lineáris regresszióval jellemeztük minden fizikai féleségre, hónapra, valamint évre vonatkozóan. A táblázatokban a legerősebb kapcsolattal (R^2) rendelkező tényezők, amelyek elérik a kívánt szignifikancia szintet, vannak csak feltüntetve. Az ET és a Θ a $p = 0,01$ szignifikancia szintjéhez tartozó R^2 (Pearson-féle lineáris korreláció) értékei 0,552 és 0,460.

Az ET-re és a Θ -ra vonatkozó kapcsolatok a 2a. és 2b. táblázatban láthatók. Télen a tényleges párolgás igen kicsi, mindössze néhány mm, ami az alacsony hőmérséklet eredménye. Decemberben –a legenyhébb téli hónapban– még van szignifikáns kapcsolat az ET és a T között, de januárban már nincs, februárban pedig csak a homokos vályog esetében. Márciusban a talaj teljesen telített vízzel, ezért a további csapadék már nem befolyásolja a párolgást. A hőmérséklet emelkedésével a párolgás is nő, márciustól májusig 15-ről 90 mm-re emelkedik. E növekvő párolgás nagyobb, mint a lehulló csapadék, így a talajvíztartalom is kisebb mértékben csökken. Az ET és a T kapcsolatát jellemző R^2 értékek ebben az időszakban átlagban 0,87 körüliek, de egyes esetekben 0,95 körüliek is, ami mindenképpen erős kapcsolatot jelent figyelembe véve azt, hogy az ET egyaránt függ a T-től és a Θ -tól. Júniusig a homok talajok víztartalma jelentősen lecsökken, ekkor az alacsony víztartalom határozza meg a párolgást. Júliusban és augusztusban a talaj már teljesen száraz – Θ_w körüli–, ezért ekkor már a csapadék a meghatározó tényező. Júliustól szeptemberig a homok esetében nem mutatható ki semmilyen kapcsolat a Θ kifejezetten alacsony értékei miatt. Ekkor az összes csapadék elpárolog a magas T-k miatt. Szeptemberben mind az 5 fizikai talajféleség esetében a víztartalom Θ_w körüli. Ezért a párolgás alacsonyabb, mint nyáron, aminek köszönve a csapadékkal való korreláció szignifikáns. Októberben és novemberben a P és a Θ egyaránt nagy, és ezért a párolgást az egyre csökkenő T határozza meg.

A talajvíztartalmat nagyrészt a csapadék határozza meg. A Θ és a P közötti kapcsolat erőssége télen a legnagyobb. Ekkor az alacsony hőmérsékletek miatt az ET is kicsi. Így februárban a talaj már majdnem telített. Márciusban a telítettség miatt egyetlen szignifikáns kapcsolat sem állapítható meg. Áprilisban az R^2 értékek kicsik –átlagban 0,6 körüliek–, ami a

nagy Θ értékek miatt van. Májusban, ahogy a párolgás hatására folyamatosan csökken a Θ , az ET-vel való korreláció is csökken. Nyáron a csökkenő Θ miatt az ET és a T hatása is előtérbe kerül. Ősszel –a teljesen kiszáradt talaj miatt– a párolgás már nincs szoros kapcsolatban a Θ -val. Szeptemberben –a kicsi Θ értékek miatt– az R^2 értékek kisebbek, mint októberben és novemberben. A P-vel való kapcsolatot jellemző R^2 értéke –különösen vályog esetén– kicsi.

	homok		homokos vályog		vályog		agyagos vályog		agyag	
IDŐSZAK		R^2		R^2		R^2		R^2		R^2
jan.	-		-		-		-		-	
febr.	-		T	0,6	-		-		-	
márc.	T	0,9	T	0,8	T	0,8	T	1	T	1
ápr.	T	0,9	T	0,9	T	0,9	T	1	T	0,9
máj.	T	0,7	P	0,9	T	0,9	T	1	T	0,6
jún.	Θ	0,9	T	0,7	T	0,9	T	1	T	0,6
júl.	P	1	P	1	Θ	0,7	Θ	0,6	Θ	1
aug.	P	1	P	1	P	0,9	Θ	0,9	P	1
szept.	P	1	P	1	P	1	P	0,9	P	1
okt.	T	0,9	T	0,8	T	0,8	T	1	T	1
nov.	T	0,9	T	0,8	T	0,9	T	0,9	T	1
dec.	T	0,8	T	0,9	T	0,9	-		T	1
ÉV	P	0,9	P	0,9	P	0,9	-		P	1

2a. táblázat: Az ET statisztikai kapcsolata a T-vel, P-vel és Θ -val.

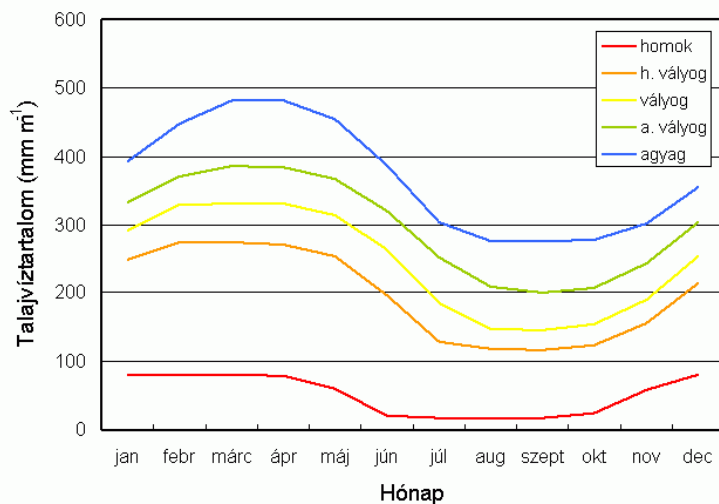
	homok		homokos vályog		vályog		agyagos vályog		agyag	
IDŐSZAK		R^2		R^2		R^2		R^2		R^2
jan.	-		P	0,68	P	0,66	P	0,79	T	0,61
febr.	-		-		-		P	0,53	-	
márc.	-		-		-		-		-	
ápr.	P	0,75	P	0,64	P	0,52	P	0,51	-	
máj.	P	0,86	P	0,88	P	0,77	P	0,92	-	
jún.	ET	0,92	P	0,84	P	0,46	T	0,81	P	0,76
júl.	-		ET	0,85	P	0,74	T	0,9	ET	0,97
aug.	-		ET	0,87	ET	0,76	T	0,87	-	
szept.	-		P	0,72	P	0,6	T	0,81	-	
okt.	P	0,7	P	0,82	-		T	0,76	-	
nov.	P	0,75	P	0,91	-		P	0,82	-	
dec.	-		P	0,96	P	0,68	P	0,79	-	
ÉV	P	0,86	P	0,96	P	0,89	P	0,91	ET	0,88

2b. táblázat: A Θ statisztikai kapcsolata a T-vel, P-vel és ET-vel.

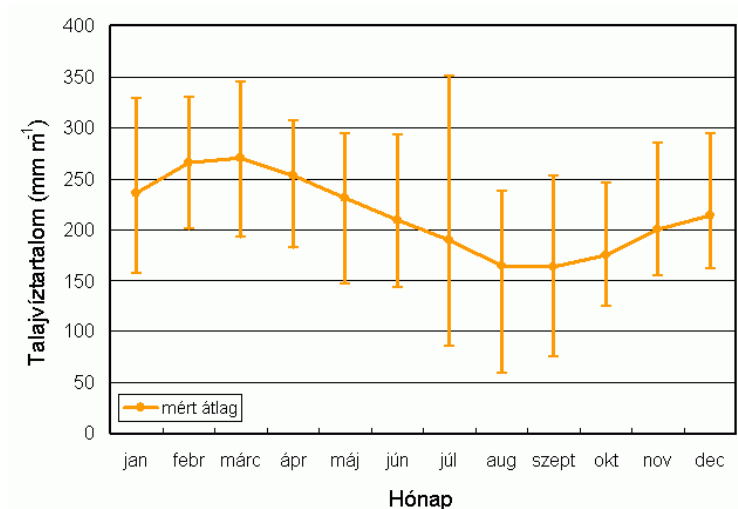
3) Évi menetek

A következőkben a modellezett talajvíztartalom és a tényleges párolgás évi menetét mutatjuk be különböző talajtextúrákra vonatkozóan. A 4a. ábrán a Θ évi menete látható. A homok elkülönül a többi textúrától, a már korábban említett alacsony víztároló képessége miatt, ugyanakkor a szezonális jellegek megegyeznek. Az agyag víztároló képessége a legnagyobb a talajtextúrák közül. A homokos vályoghoz, vályoghoz és az agyagos vályoghoz képest a tavaszi maximális értékek a januári értékekhez képest arányosan nagyobbak, és az őszi aszály sem olyan jelentős, mint a többi talajtextúra esetén. A Debreceni Observatóriumban mért Θ -knak az adott időszakra vonatkozó átlagos évi menete a 4b. ábrán látható. Az Observatórium területén a talaj fizikai félesége vályog. A mért értékek maximuma márciusban, míg minimuma szeptemberben van (ugyanúgy, mint a modell esetében). Az egyes hónapokban a mérések szórása igen nagy, az átlagtól vett eltérés mértéke átlagban 78 mm. Az ország átlagos vályog talajához képest a mért Θ -k kisebbek, ami azzal magyarázható, hogy Debrecenben a csapadék évi összege kisebb, mint a vályogos talajok felett hulló évi csapadék összeg országos átlaga.

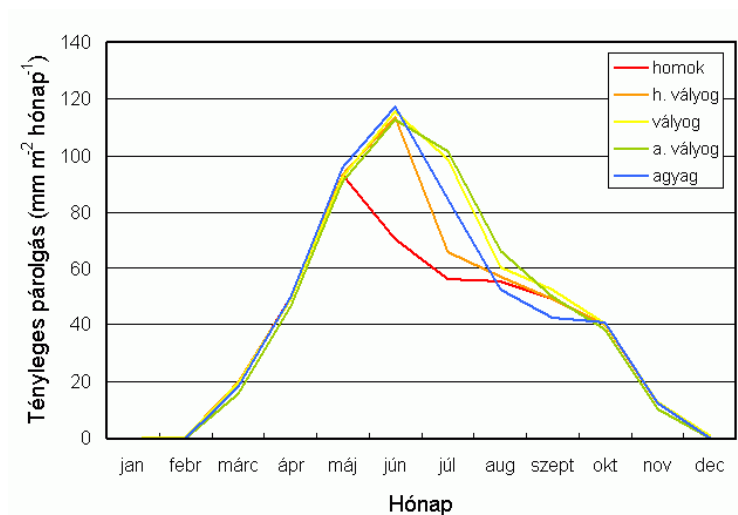
Az ET évi menete (4c. ábra) hasonló a hőmérséklet menetéhez, júniusi maximuma és januári minimuma van. A homok esetén a párolgás maximuma májusban van, majd innentől kezdve jelentősen csökken. E csökkenés mértéke júliustól októberig kisebb. A homokos vályog esetében az ET menete hasonló, de maximuma júniusban van. Az ET agyag esetén eltér a vályogra és az agyagos vályogra vonatkozó ET-től. A menete azonban hasonló a rosszabb víztároló képességű homokos vályog ET menetéhez.



4a. ábra: A talajvíztartalom átlagos évi menete Magyarországon az 5 talajtextúra esetén.



4b. ábra: A Debreceni Observatórium által mért talajvíztartalom átlagos évi menete és szórása vályog textúrájú talaj esetén.



4c. ábra: A tényleges párolgás átlagos évi menete Magyarországon az 5 talajtextúra esetén.

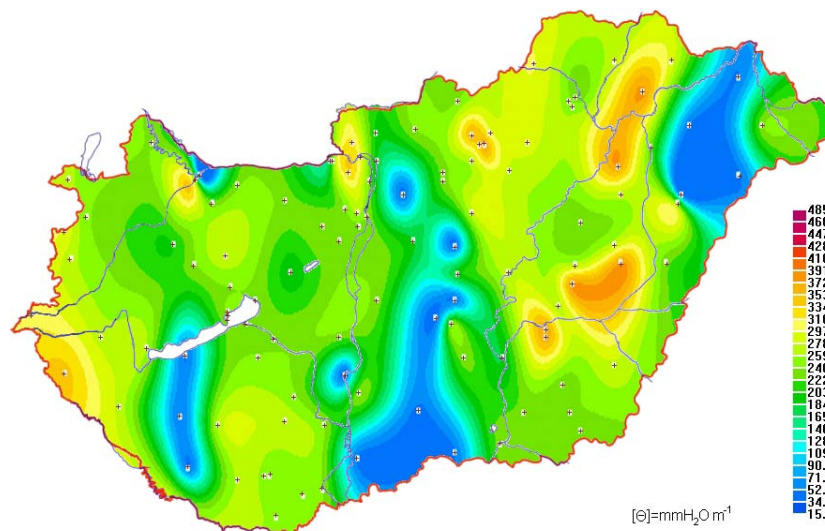
4) Területi eloszlás vizsgálata

a) Évi értékek területi eloszlása

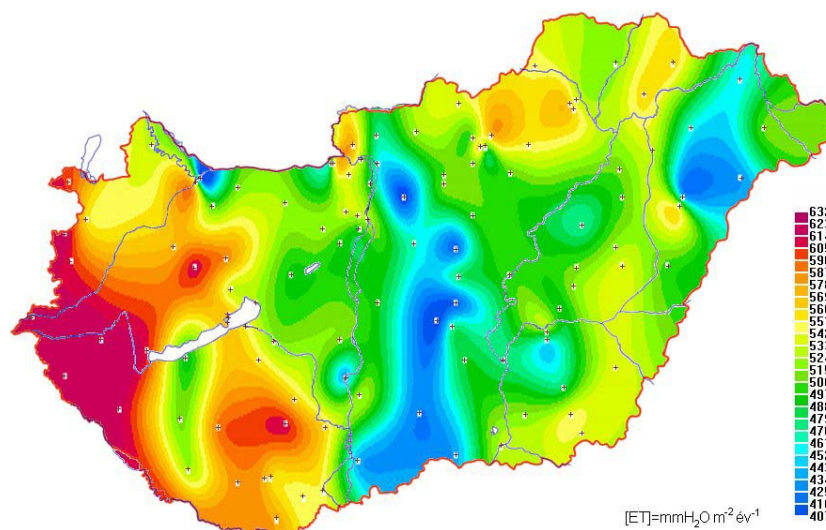
Az évi átlagos Θ területi eloszlása (5a. ábra) nagyrészt a talajtextúra függvénye (2. ábra). A legkisebb Θ a homokkal, míg a legnagyobb Θ az agyaggal borított területeken van. Homokkal borított területek a Nyírség, a Gödöllői-dombság, a Felső- és Alsó-Kiskunság, Paks és környéke, a Szigetköz déli része, a Tapolcai-medence és a Belső-Somogy, itt 30-50 mm m⁻¹ a Θ évi átlaga. Az agyaggal, agyagos vályoggal borított területeken –,mint amilyen Tokaj-hegyalja, Taktaköz, Hortobágy északi része, a Mátra, a Börzsöny, a Visegrádi-hegység, a Dévaványai-sík, a Hajdúság, a Nagykunság déli része, a Békési-sík nyugati része– a Θ évi

átlag 320-390 mm m⁻¹ körüli. A Zselicre és a Zalai-dombságra –ezek vályogos területek– jellemző 280-300 mm m⁻¹-es Θ értékek a nagy évi csapadékösszegek miatt nagyobbak (5c. ábra), mint más vályogos területek Θ értékei.

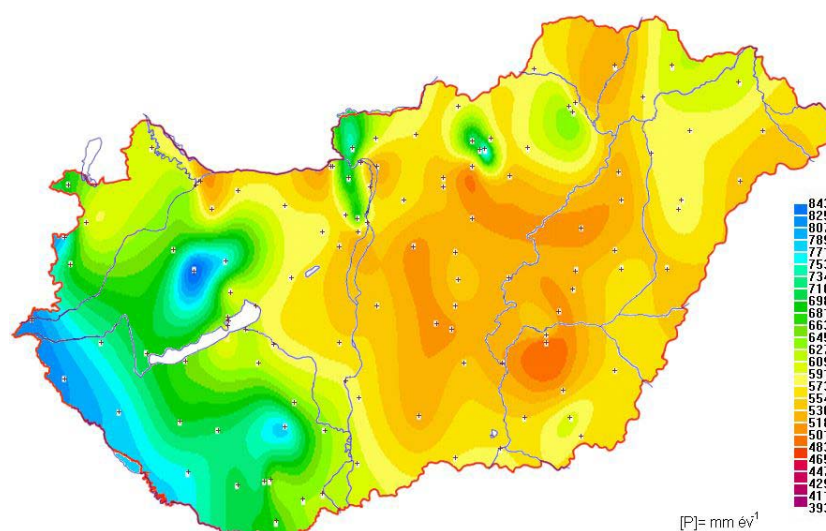
A tényleges párolgás évi összegének területi eloszlása (5b. ábra) jelentős mértékben függ a talajvíztartalomtól és a csapadéktól (5a. és 5c. ábra). Az ET minimumok (407-470 mm m⁻² év⁻¹) és maximumok (570-630 mm m⁻² év⁻¹) területi eloszlása közel egybe esik a Θ szélsőértékeinek területi eloszlásával. Az alacsony csapadékösszeg miatt azonban a Kőrös-zug, a Jászság, a Csepeli-sík párolgása elmarad a hasonló textúrájú területekétől. A nagyobb csapadékösszeg következtében a délnyugati országrészben 600 mm m⁻² év⁻¹ körüli az évi ET, sőt a Zselic, a Völgyesség, az Alpok-alja, a Zalai-dombság területén 600-630 mm m⁻² év⁻¹ az évi ET összeg, ami az országban a legmagasabb értéket jelenti.



5a. ábra: A Θ évi átlagának területi eloszlása Magyarországon.



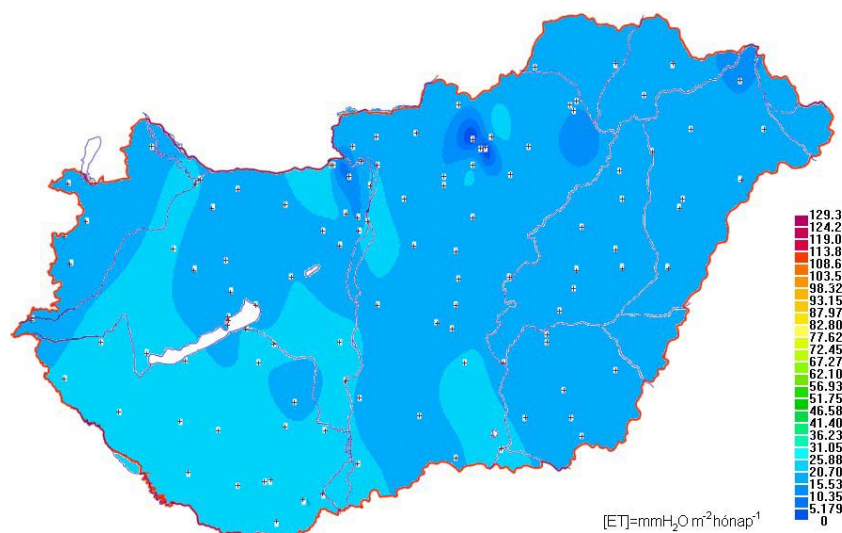
5b. ábra: Az ET évi összegének területi eloszlása Magyarországon.



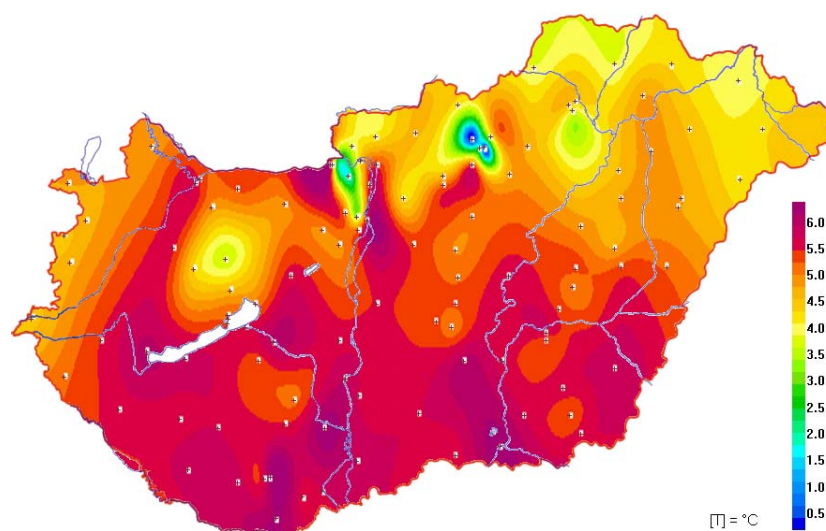
5c. ábra: A P évi összegének területi eloszlása Magyarországon.

b) Havi értékek területi eloszlása

A 2a. táblázat alapján láthatjuk, hogy a márciusi hónapban a tényleges párolgást a hőmérséklet határozza meg. A ET márciusban 5 és $25 \text{ mm m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ között változik (6a. ábra). A párolgás Mátrában, Pilisben és a Miskolci-kapunál a legkisebb, míg Szeged és Kiskunfélegyháza közötti vonalon, a Pesti-síkságon, a Marcali-medencében, Mezőföldön és – a Tolnai-hegyhát kivételével– Délnyugat-Magyarországon a legnagyobb. Ha összehasonlítjuk a ET területi eloszlását a márciusi átlagos léghőmérséklet területi eloszlásával (6b. ábra), akkor láthatjuk, hogy a ET és a T maximumai és minimumai között a területi megegyezés igen jó.



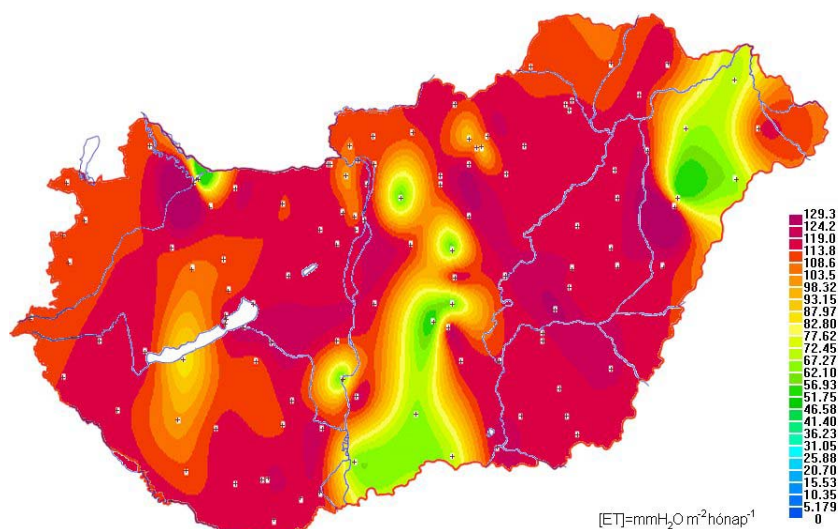
6a. ábra: A tényleges párolgás márciusi összegének területi eloszlása Magyarországon.



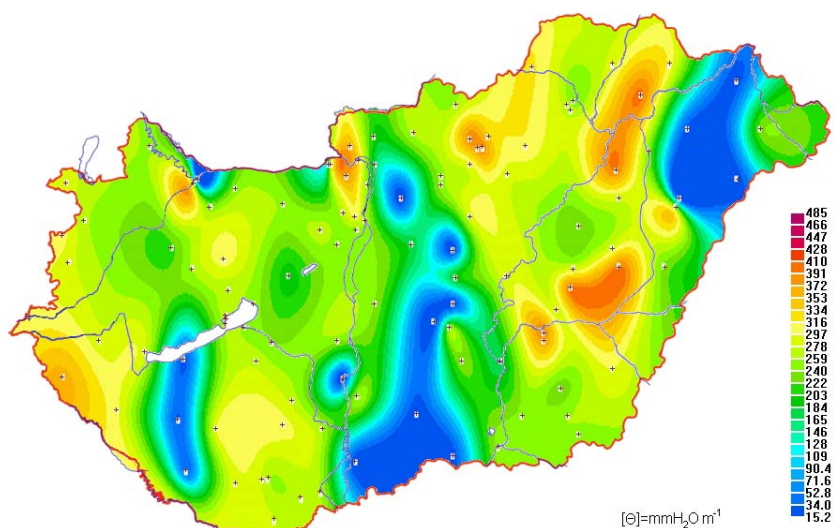
6b. ábra: Az átlagos márciusi léghőmérséklet területi eloszlása Magyarországon.

Az 7a. ábrán látható, hogy a párolgás minden talajtextúrára vonatkozóan –a homok kivételével– júniusban a legnagyobb. Az ET és a Θ területi eloszlása (7b. ábra) júniusban szinte azonos az évi ET (5b. ábra) és Θ (5a. ábra) területi eloszlásával. Az ET a Nyírségben, a Pesti-síkságon, a Felső- és Alsó-Kiskunságon, az Illancson, a Belső-Somogyban és a Tapolcai-medencében a legkisebb, $40-75 \text{ mm m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ érték körüli, és a Mosoni-sík keleti részén, a Sokorón, a Mezőföld északi részén, a Gyöngyösi-síkon, a Hajdúság déli részén, a Dévaványai-síkon és a Békési-síkon a legnagyobb, itt $110-130 \text{ mm m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ értékű. A minimumok és maximumok nagyrészt egybeesnek a júniusi legalacsonyabb és legmagasabb Θ értékekkel. Jelentősebb különbséget mutat a Mátra, ahol a nagy Θ ellenére a ET kicsi,

illetve a Balaton-környéki terület, ahol fordított a helyzet. Az előbbi esetében a kicsi T miatt kicsi az ET is, míg az utóbbinál a nagyobb P okoz nagyobb párolgást.

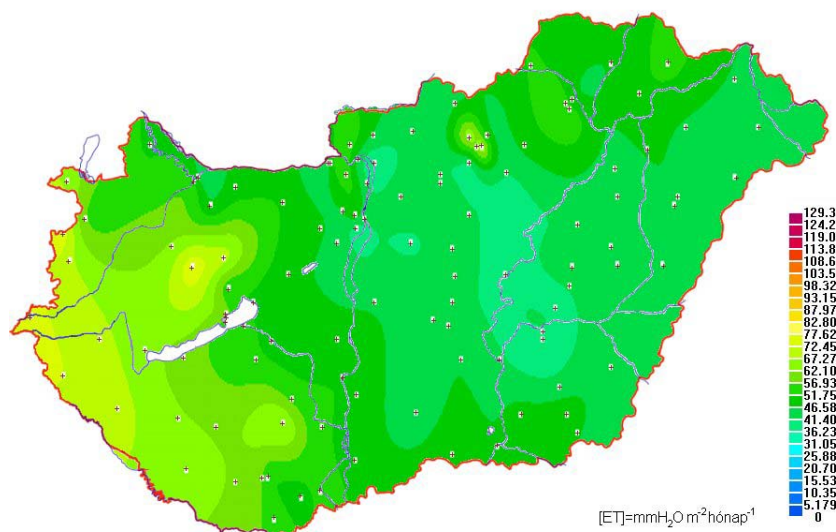


7a. ábra: A tényleges párolgás júniusi összegének területi eloszlása Magyarországon.

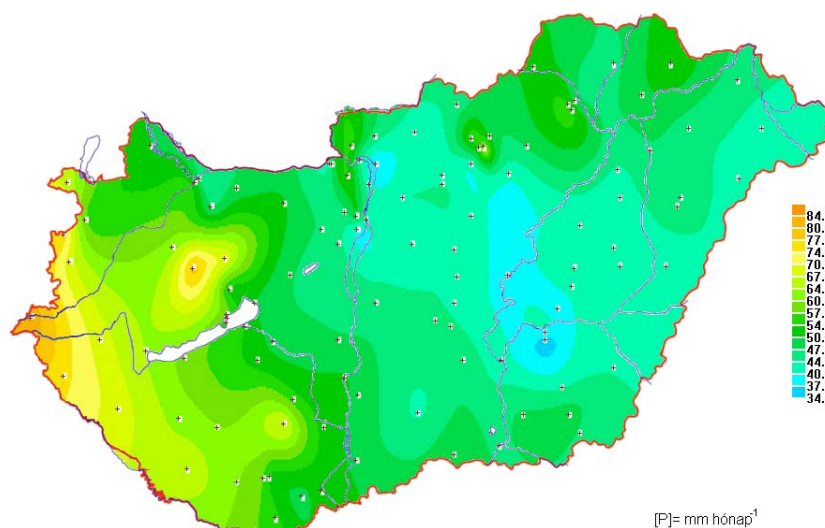


7b. ábra: A talajvíztartalom júniusi értékeinek területi eloszlása Magyarországon.

A 4a. ábrán látható, hogy a legtöbb területen szeptember a legszárazabb hónap (a legkisebb Θ értékű hónap). Kicsi Θ -k esetén a legkisebb mennyiségű P is nagy változást tud okozni a párolgásban. Ez kiválóan látszik a 8a. és a 8b. ábrákon. Az ET területi eloszlása szinte teljesen megegyezik a P területi eloszlásával. Ahol a P havi összege a legkisebb, ott az ET $40\text{--}45 \text{ mm m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$, majd nyugat felé haladva a Jászság-Békés vonalán a P növekedésével az ET is növekszik. A párolgás havi összege Mátrában, Észak-Bakonyban, Mecsekben és az Alpok-alján a legnagyobb, ahol $60\text{--}85 \text{ mm m}^{-2} \text{ hónap}^{-1}$ értékű.



8a. ábra: A tényleges párolgás szeptemberi összegének területi eloszlása Magyarországon.



8b. ábra: A csapadék szeptemberi összegének területi eloszlása Magyarországon.

IV. Összefoglalás

A tényleges párolgás és a talajvíztartalom klimatológiai jellemzőit (évszakos változás, területi eloszlás) becsültük egy módosított THORNTHWAITE-féle modell (THORNTHWAITE, 1948) alapján. A módosítások során a tényleges párolgás parametrizálására helyeztük a hangsúlyt, számításba véve a talaj fizikai féleségének területi változatosságát.

Szimulációs eredményeink alapján a talajvíztartalom (Θ) márciusban a szabadföldi vízkapacitás, míg szeptemberben a hervadáspont körül van. A Θ évi átlagának területi változatosságát a fizikai féleségek területi változatossága határozza meg. A tényleges

párolgás évi összegének területi eloszlását mind a talaj fizikai féleségének területi változatossága, mind a csapadék évi eloszlása határozza meg. Az eredmények alapján az is nyilvánvaló, hogy az ország homokos területeinek vízforgalma igen érzékeny a környezeti tényezők változásaira.

Az eredmények tovább pontosíthatók a különböző parametrizációk és numerikus sémák összehasonlító vizsgálatával, a sűrűbb rácshálózat és rövidebb időlépték alkalmazásával, valamint a mezo- illetve mikroléptékű domborzati hatások beiktatásával.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük Dr. Szász Gábor tanár úrnak is, hogy rendelkezésünkre állította a Debreceni Obszervatórium mérési adatait.

Irodalomjegyzék

ÁCS, F., G. SZÁSZ, and M. DRUCZA, 2005: Estimating soil moisture content of a grass-covered surface using an energy balance approach and agroclimatological observations. *Időjárás*, 109, 71-88.

DRESSLER, M., 2003: <http://mujweb.cz/www/SurGe/>

FILEP, Gy., és FERENCZ G., 1999: Javaslat a magyarországi talajok szemcseösszetétel szerinti osztályozásának pontosítására. *Agrokémia és Talajtan*. 48, 305-320.

FODOR, N. és RAJKAI K., 2005: *Talajtanonc*. Agrokémia és Talajtan.

KAKAS, J., 1960: A lehetséges évi evapotranspiráció. Az évi vízfölösleg. Az évi vízhiány. *Magyarország Éghajlati Atlasza*. Akadémiai Kiadó Budapest. 46/2-4 térkép.

MAGYARORSZÁG KLÍMA ATLASZA (2000), Országos Meteorológiai Szolgálat. ISBN 963 7702 830.

MANABE, S., 1969: Climate and ocean circulation, 1, The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Weather Rev.*, 97, 739-774.

MCKENNEY, M.S. and N.J. ROSENBERG, 1993: Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agric. For. Meteorol.*, 64, 81-110.

MINTZ, Y. and G.K. WALKER, 1993: Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 32, 1305-1335.

MONTEITH, J.L., 1965: Evaporation and environment. In Proc. 19th Symp. Soc. Exp. Biol., pp. 205-236, Cambridge, Cambridge University Press.

MONTEITH, J.L., 1995: Accomodation between transpiring vegetation and the convective boundary layer. J. Hydrol., 166, 251-263.

NEMES, A., 2003: Multi-scale hydraulic pedotransfer functions for Hungarian soils. Ph. D. Dissertation. Wageningen Universiteit. ISBN 90-5808-804-9 . - p. 143.

THORNTHWAITTE, C.W., 1944: Report of the Committee on Transpiration and Evaporation. Trans. Am. Geophys Union, V.25, p. 687.

THORNTHWAITTE, C.W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. Geographical Rev., 38, 5-94.

VAN GENUCHTEN, M.T., 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898.

VÁRALLYAY, G., 1990: Influences of climate changes on soil moisture regime, texture and erosion. In: Soils on a warmer Earth (Eds.: Scharpenseel, H.W., M. Schomaker and A. Ayoub) 39-49. Elsevier. Amsterdam.